中国のバヤンオボ希土類—ニオブ—鉄鉱床

岸 本 文 男*

On the Bayan Obo Rare-earth-Niobium-Iron Ore Deposits of China

Fumio KISHIMOTO

I. はじめに

中華人民共和国内蒙古自治区の白雲鄂博 (Báiyún-è-bó, 白雲博格都 Báiyún-bó-gé-dū とともいう) に有名なバヤンオボ鉄鉱床があり (第1図), その母岩は炭酸塩岩である。この鉱床は, その鉄鉱石の希土類元素 (RE) とニオブ (Nb) の含有率がとくに高いこと, そして母岩の RE と Nb の含有率も比較的高いこと, さらに 鉱量 (Fe, RE, Nb) が非常に多いことで最近世界的に注目を集めるようになったものである。

現在, この鉱床の調査と開発に西ドイツが深く関わっていると聞か, 西ドイツの地質・鉱床・採鉱などの専門家たちによる本鉱床についての論文は見当らない。しかし, 1970年代に入って以降, 中国の地質専門家がとくにこの鉱床の生成タイプの確定に向けてさまざまなアプローチを試み, 次々に論文を発表している (巻末の“文献”参照)。これらの論文にもとづいて, 筆者はバヤンオボ希土類—ニオブ—鉄鉱床の実体に関心をもっていただこうと考えた。それがこの小論である。

II. 鉱床調査研究史の概要

本鉱床は, 1927年7月3日, 当時の西北科学調査団の調査行の過程で団員の一人, 丁道衡によって発見された。彼はのちに一文を発表して鉱床の位置・地形・交通を明らかにし, 1/3万の 鉱床付近の地質図をあらわし, 付近の地質と地質構造, 鉱石の性質・品位を記載した (丁道衡 1933)。彼の論文がバヤンオボ RE-Nb-鉄鉱床の記載の最初のものである。しかし, 当時は RE と Nb の鉱床に関する知識が一般に乏しく, 鉱床全般の

生成タイプに関する認識も現在ほど豊かではなかった。そのためであろうか, 彼は本鉱床を高温熱水性鉄鉱床と考えた。

その後, 1940年前後から日本の北支那開発株式会社調査局が本鉱床を数次にわたって調査し, その調査にもとづく研究の結果は鉱床を珪質石灰岩中の交代鉱床と結論づけるものであった (菌部竜一 1952)。

本鉱床の鉄鉱石が希土類鉱物を含んでいることを最初に記載したのは 菌部竜一 (1952) であるが, RE だけでなく Nb にも富んでいることを最初に発見したのはソ連の専門家たちである。それは1954年に30名のソ連専門家が本鉱床の開発のために中国に迎えられて問もなくのことで, 同時に母岩が珪質石灰岩でなく, 苦灰岩ということになってきた¹⁾ (李毓英 1959)。そして李毓英 (1959) によって鉱床の母岩は RE と Nb の含有率の高い苦灰岩であることが指摘され, その苦灰岩は堆積岩であり, 鉄鉱物・RE 鉱物・Nb 鉱物のいずれも高温熱水作用の生成物とされた。その後, いわゆる「文化大革命」の時代の地質研究中断期を経て, 本鉱床の調査研究が再開され, まず多成因説 (複合成因説) が登場した (王中剛・李紹柄・蘇賢沢 1973)。それによると, 鉱石のタイプが9種あって, 水平・垂直両方向に鉱石のタイプ別の累帯配列現象が認められ, それは堆積²⁾・広域変成・熱水交代の3種の鉱床生成作用の重複に原因するものである。その翌年には, さらに詳細なモノグラフ (中国科学院地質研究所・貴陽地球化学研究所 1974) が出版され, 王中剛・李紹柄らと同様な見解が展開された。

そして, 1980年に入って一つの新説が提起された。それがカーボナタイト説である (周振玲・李

* 地質調査所 Geological Survey of Japan

第1図 バヤンオボ鉱山位置図

功元ほか 1980)。この説によると、本鉱床の炭酸塩岩は苦灰石カーボナタイトであって、堆積岩ではなく、鉱床はカーボナタイト鉱床であって、高温熱水性鉱床でも堆積—変成—熱水交代鉱床でもない。ところが、それからこんにちまでカーボナタイト説を支持し、あるいは同説にたった論文がそれほど現われず³⁾、このバヤンオボ RE-Nb-鉄鉱床に関心を抱く研究者の数が増すなかで、スペリオル湖型鉄鉱床と生成環境が類似する堆積鉱床に広域変成作用と酸性火成活動の影響（熱水交代作用）が加わったとする論文（涂光熾 1981）、化石の発見や地球化学的な特徴および岩石化学的な特徴から当該炭酸塩岩を潟湖環境下での堆積岩と結論づけた論文（孟慶潤 1982）、鉱床中の希土類元素の分配にみられる特徴から涂光熾の見解を支持した論文（王凱怡 1981）、鉱床の胚胎層準と構造地質環境、鉱石の構造とタイプ、鉱石と母岩の同位体年代などから堆積—熱水交代説を展開した論文（陳国達 1982）、硫化物の δS^{34} 値と炭酸塩の δC^{13} 値の特徴にもとづいて当該炭酸塩岩を堆積岩、鉱床を堆積—変成—熱水生成体とした論文（姜傳武・張任祐ほか 1982）、本鉱床の東部鉱体部分から産出したセバアイトの化学組成、希土類元素組成、結晶格子パラメータ、赤外線吸収スペクトル、結晶特性、示差熱曲線にみられる特徴にもとづいて、鉱床の生成に熱水交

代作用が関与したと推論している論文（張培善・陶克捷 1983）が発表され、さらに、鉱石タイプと当該鉱石産および母岩である炭酸塩岩産の磁鉄鉱・赤鉄鉱の平均 δO^{18} 含有率との関係にもとづいて本鉱床の堆積—変成—熱水交代説が説かれ（魏菊英・上宮志冠 1983）、あるいは鉱石と鉱石鉱物（磁鉄鉱）および鉱床付近の岩石と主要造岩鉱物の Rb^{87} , Sr^{87}/Sr^{86} , δO^{18} , δC^{13} , 希土類含有率などから本鉱床付近の炭酸塩岩には堆積岩とカーボナタイトの2種があり、鉱床の生成は花崗岩と明瞭な関係を有せず、カーボナタイトマグマによるという説明（白鶴・袁忠信 1983）が行なわれ、中国の希土類—鉄鉱床の分類を試み、その分類でバヤンオボ鉱床をバヤンオボ型の代表例とし、これを堆積—接触変成—熱水交代鉱床と主張した研究（袁愉卓・王中剛・趙振華 1981）もある。

III. 位置・交通・地形

位置および交通は第1図に示した通りである。丁道衡による鉱床発見の1927年当時は綏遠（現在のフホホト）から馬で5日間要したというが、現在は包頭から山元まで鉄道を通じ、交通は至便である。

包頭（本鉱床の南方およそ150km）からモンゴル人民共和国との国境（同じく北方およそ80km）にかけての地形は南側の陰山山脈と北側の内蒙古高

第2図 バヤンオボ鉄床区域の地質概要図 (王中剛・李紹柄ほか 1973)

- 凡例：1—黒雲母花崗岩 2—断面線 3—はんれい岩，はんれい閃緑岩
 4—始生界 5—ミグマタイト化岩 6—珪岩，礫岩
 7—珪岩，粘板岩 8—南側は珪岩・粘板岩を挟有する主として苦灰岩，北部は主として石灰岩
 9—珪岩を挟有する粘板岩 10—鉄鉱体 11—走向，傾斜
 12—確定および推定断層 13—地層境界線 14—貫入岩体境界線

注：原図には方位も縮尺も入っていない。

原からなり，前者は海拔がおおむね1,500-2,000mでほぼ東西に連なり，後者はおおよそ1,000-1,500mで北に向って緩やかに起伏しながら次第に低くなっている。白雲鄂博の町は陰山山脈の北麓にあって，海拔は1,650m前後，その北西の白雲鄂博山の山頂（1主鉱体の大露頭部）は開発前には海拔1,762mであったし，同山は今も一頭地を抜いたドーム状の丘を形づくっている。

陰山山脈の北側では艾不改河（Āi-bù-gǎi 河）などが東北流ないし北流して，いずれも湖に注ぐか，あるいは水無し川となり，南側では中小河川が南西流ないし南流して黄河に合流する。とはいえ，両側とも河川は少なく，水量も比較的乏しい。

陰山山脈の高峰部分には一つの侵食平面が発達し，山脈の北側斜面は比較的なだらかに，比較的スムーズに内蒙古高原に移行するが，南側斜面は断層によって階段状に変化し，河川上流の河床は位置が高く，その部分は降雨直後だけ流水があり，乾天が続けば水無し川になりやすい。それでも3-4mも掘れば，水を得ることができる。

IV. 地 質

本鉄床区域は卓状地と地向斜との中間帯に位置し(王中剛・李紹柄ほか 1973)，その卓状地は内蒙古卓状地，地向斜はヘルシニア優地向斜，その中間帯は原生代劣地向斜であり(涂光熾 1981)，

あるいは，本鉄床区域は天山—陰山東西性構造帯の中央部，白雲鄂博複背斜構造帯中に位置する(周振玲・李功元ほか 1980，孟慶潤 1982)。

鉄床付近は主として原生代の珪岩（メタ石英砂岩），粘板岩，礫岩，炭酸塩岩からなり，鉄床区域の東から南にかけて黒雲母花崗岩が底盤状に広く貫入・分布し，北と西にははんれい岩とはんれい閃緑岩が岩株状および岩脈状を呈して上記の原生界中に貫入すると同時に上記黒雲母花崗岩中にも岩脈の形で貫入している。多くの研究者の説明は上記の通りであるが，とくにアルカリ貫入岩類の存在を強調する人々(周振玲・李功元ほか 1980)やアルカリ粗面岩およびアルカリ流紋岩の活動を認める人々(白鴿・袁忠信 1983)もある。

鉄床を胚胎する炭酸塩岩については，多くの研究者が堆積岩と考え，カーボナタイト，すなわちマグマ岩とする研究者(周振玲・李功元ほか 1980)も，一部がカーボナタイト，一部が堆積岩とする研究者(白鴿・袁忠信 1983)もみられる。この炭酸塩岩が南北2帯に分かれて分布することについては，誰も異論を述べていない。しかし，堆積岩とする研究者の見解にも，南側のものは苦灰岩，北側のものは主として石灰岩と珪質石灰岩，一部が苦灰岩(孟慶潤 1982)，いずれも主として苦灰岩(李毓英 1959)などの異説がある。とはいえ，鉄床周縁の炭酸塩岩がいずれも苦灰岩で

第1表 李毓英 (1959) の層序区分

層群	層	岩 石	層厚 (m)
バヤン オボ層 群	H ₉	暗色粘板岩, 珪岩	234
	H ₈	苦灰岩, 希土類-Nb-鉄鉱体*	520
	H ₇	珪質石灰岩, 珪岩	430
	H ₆	淡色珪岩	310
	H ₅	暗色粘板岩	180
	H ₄	暗色珪岩	290
	H ₃	暗色粘板岩	450
	H ₂	白色珪岩	280
	H ₁	暗色粘板岩, 粗粒珪岩	200

* 筆者が挿入した。

あることは堆積岩説をとる研究者の誰もが認めているところである⁴⁾。

以上の岩石のほか, 鉱床区域の西—北西と南—南西に第四系が分布し, 同系は砂・礫・泥層からなり, 西では鉱体群(炭酸塩岩体)を被覆し(周振玲・李功元ほか 1980), あるいは炭酸塩岩体と断層で接する(孟慶潤 1982)。

鉱床を胚胎する上述の炭酸塩岩を原生界の堆積岩とみる研究者は, その層序を第1表や第2表のように区分している。

このバヤンオボ層群(白雲鄂博層群)の地質時代は同位体年代値で $1,800\text{--}1,400\pm 100\text{m.y.}$ であり, H₈の苦灰岩の場合は $1,500\pm 100\text{m.y.}$ (肖仲洋 1975), あるいは $1,500\text{--}1,400\pm 100\text{m.y.}$ (王中剛・李紹柄ほか 1973)と測定され, 同層群は原生代中期の堆積物と考えられている。一方, カーボナタイト論者は当該炭酸塩岩が苦灰石カーボナタイトで, その貫入は原生代マグマ活動の一環としている。

前述の黒雲母花崗岩の底盤をはじめとする火成岩類の貫入の時代については, それぞれの同位体年代(たとえば, 底盤をつくる粗粒黒雲母花崗岩の黒雲母で $270\pm 10\text{m.y.}$, 岩株を形づくる細粒黒雲母花崗岩の黒雲母で $250\pm 20\text{m.y.}$), 貫入—被貫入の関係, 捕獲岩の岩相と産状および捕獲—被捕獲の関係, 接触—被接触変質現象, アルカリ成分組成の特徴などから一般にすべての火成岩類が炭酸塩岩生成後の貫入岩, 主にパリスカン造山運動末期の貫入岩と考えられているが, 周振玲・李

功元ら(1980)はアルカリ岩類(アルカリ閃長岩, アルカリ輝緑岩)の存在とその「カーボナタイト」との同時代貫入を説いている。白鶴と袁忠信(1983)がアルカリ粗面岩とアルカリ流紋岩の生成を主張している根拠は東鉱体群の上盤などにカリに富んだ(一般に $\text{K}_2\text{O}\approx 10\%$)粘板岩があり, その鉱物組成がこれら2種の岩石と酷似するということであって, 当該岩体を確認しているわけではない。また, 王凱怡・楊瑞英(1983)は岩石化学組成, 希土類元素含有率と分布上の特徴から本鉱床地域の東部と南東部に分布するはんれい岩体(バヤンオボはんれい岩)中にアルカリはんれい岩が存在することを認めると同時に, バヤンオボはんれい岩が底盤体花崗岩の生成前, 同時, 生成後の3期に分かれて形成されたとし, 本鉱床付近の火成岩類の貫入が多期にわたったことを示唆している。

V. 鉱 床

本鉱床はバヤンオボ山の山頂付近の主鉱体を最大とする多数の可採鉱体群からなり, そのすべてが第1表および第2表中のH₈層⁵⁾のうちの寛溝以南に発達する部分に胚胎されている(第2図参照, 同図の記号H₃の部分)。

鉱床を胚胎しているH₈層は主として苦灰岩で構成されているが, そのほかに少量の粘板岩・珪岩・苦灰石質珪岩などが挟有され(王中剛・李紹柄ほか 1973)⁶⁾, もしくはそれらを捕獲し(周振玲・李功元ほか 1980), あるいは石灰質雲母片岩も挟有されている(孟慶潤 1982)。

鉱床はRE-Nb-鉄鉱体だけでなく, 苦灰岩(周振玲・李功元ら「1980」のいう苦灰石カーボナタイト)自体がREとNbないしNbに富んだ鉱体(第3表)からなり, 後者の場合は鉱体の輪郭を画きわたることが難しい。RE-Nb-鉄鉱体の形態については不規則塊状, 不規則レンズ状およびレンズ状と表現できるが, RE-Nb 鉱体については低品位のものまで含めれば, RE-Nb-鉄鉱体を胚胎する苦灰岩体の苦灰岩全体が一大RE-Nb 鉱体といえるかもしれない。この苦灰岩体中のRE-Nb およびNbのとくに富鉱体の形態と分布はまだ全体的には明らかにされていないが, 現在稼

第2表 孟慶潤 (1982) の層序区分

層群	果 層	層	寬 溝 以 南		寬 溝 以 北	
			層 厚 (m)	岩 石	層 厚 (m)	岩 石
白 雲 部 層	第 三 果 層	H ₉	340—360	薄い珪岩と雲母片岩を挟有するカリに富んだ暗色・淡色の粘板岩、底部にレンズ状の苦灰岩	1,016	紫色粘板岩とメタ石英砂岩を挟有する暗色珪質粘板岩
		H ₈	240—540	含鉄鈉苦灰岩、石灰質雲母片岩を挟有する苦灰岩、局部的にレンズ状のメタ長石・石英砂岩を挟有	634	微細結晶質石灰岩、碎屑石灰岩・珪質線状石灰岩・レンズ状苦灰岩を挟有するメタ石灰質砂岩
		H ₇	30—200	苦灰岩、メタ長石—石英砂岩と石灰質雲母片岩の互層、岩種・岩相の変化がいちじるしい	289	メタ石英砂岩と珪質石灰岩の互層、レンズ状の苦灰岩を挟有する
		H ₆	70—230	メタ石灰質中粒長石—石英砂岩、珪岩・暗色粘板岩・レンズ状苦灰岩を挟有する	139	石灰質粘板岩・薄層石灰岩を挟有する変成含礫石灰質長石—石英砂岩
博 累 層	第 二 果 層 (Pt _{by2})	H ₅	>130	炭質シルト岩・珪岩を挟有する暗色炭質粘板岩	368	薄層珪岩・レンズ状苦灰岩を挟有する暗色炭質粘板岩
		H ₄	146	岩質粘板岩を挟有するメタ中—細粒質長石—石英砂岩	349	炭質粘板岩・メタ中—粗粒石英砂岩を挟有するメタ中粒質長石—石英砂岩
	第 一 果 層 (Pt _{by1})	H ₃	>38	炭質シルト岩・雲母片岩・薄層珪岩を挟有する暗色炭質粘板岩	240	赤色粘板岩・メタ石英砂岩を挟有する炭質粘板岩
		H ₂	50—75	白色中粒質珪岩、メタ中粒質石英砂岩	123	メタ中粒質石英砂岩
		H ₁	40—150	メタ含礫粗粒質長石—石英砂岩、底部はミグマタイト	187	礫岩・炭質粘板岩・レンズ状石灰岩を挟有するメタ含礫粗粒質長石—石英砂岩

第3表 鉱石と鉱物の希土類元素含有率 (王凱怡 1981; 数字の取り扱い方を一部修正)

鉱石のタイプ	ΣRE (%)	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	La+Ce+Pr (%)	Nd+Sm+Eu (%)	ΣRAE R _f	試料数
東 鉱 床 ・ 主 鉱 体																				
塊状 Nb-RE-鉄鉱石	2.9	13.0	42.8	7.8	30.3	3.4	0.5	0.8	0.10	0.3	—	0.13	—	0.1	—	0.8	63.6	34.2	1.065	7
縞状 Nb-RE-鉄鉱石	13.5	26.4	51.4	5.0	14.4	1.0	1.0	0.6	0.07	0.2	—	—	—	—	—	0.5	82.8	15.5	1.079	9
アルカリ輝石型 Nb-RE-鉄鉱石	9.3	25.5	48.6	5.5	17.0	1.2	0.2	0.7	0.12	0.25	—	0.08	—	0.1	—	0.6	79.6	18.4	1.078	6
曹閃石型 Nb-RE-鉄鉱石	1.9	16.7	46.0	6.5	26.1	2.5	0.4	0.8	0.03	0.1	—	—	—	—	—	0.8	69.2	29.0	1.069	3
アルカリ輝石型 Nb-RE-鉄鉱石	8.1	24.0	50.0	5.8	16.8	1.2	0.3	0.8	0.08	0.3	—	0.03	—	—	—	0.7	79.8	18.3	1.078	6
苦灰石型 Nb-RE-鉄鉱石	4.2	28.0	50.8	4.7	14.1	1.0	0.08	0.7	0.03	0.2	—	0.02	—	0.03	—	0.5	83.5	15.1	1.083	6
西 鉱 床																				
曹閃石型 Nb-RE-鉄鉱石	1.2	15.7	48.8	7.2	23.8	2.3	0.4	0.9	0.05	0.3	—	0.05	—	—	—	0.6	71.7	26.5	1.071	1
苦灰石型 Nb-RE-鉄鉱石	2.4	20.7	52.3	6.3	18.0	1.3	0.3	0.6	—	0.2	—	0.02	—	—	—	0.5	79.3	19.6	1.078	3
苦灰石型 Nb-RE-鉄鉱石	0.7	12.7	44.2	7.4	29.0	3.4	0.6	1.1	0.04	0.35	—	0.10	—	0.03	—	1.1	64.3	33.0	1.064	3
東 鉱 床 と 主 鉱 体 の 上 盤 と 下 盤																				
東鉱床上盤曹閃石化苦灰石型 Nb-RE-鉄鉱石	4.7	22.6	51.1	5.4	18.8	1.1	0.1	0.6	—	—	—	—	—	—	—	0.3	79.1	20.0	1.078	1
東鉱床下盤苦灰石型 Nb-RE-鉄鉱石	4.1	31.0	50.0	4.2	12.8	0.8	0.05	0.7	—	0.15	—	—	—	—	—	0.5	85.2	13.7	1.081	2
主鉱体下盤苦灰石型 Nb-RE-鉄鉱石	4.0	26.8	52.0	4.7	13.5	1.1	0.15	0.8	—	0.20	—	—	—	—	—	0.7	83.5	14.8	1.081	2
東鉱床・主鉱体間の下盤苦灰石型 Nb-RE-鉄鉱石	3.4	26.8	52.6	5.0	13.0	1.1	0.2	0.5	0.05	0.1	—	—	—	—	—	0.3	84.4	14.3	1.079	1
東 部 接 触 帯																				
苦灰石型 Nb-RE-鉄鉱石	3.5	26.4	51.7	5.3	13.6	1.1	0.1	0.6	0.1	0.4	—	0.02	—	0.3	—	0.3	83.4	14.9	1.079	3
苦灰岩	0.1	23.4	49.5	4.9	13.1	1.6	0.1	1.1	0.4	1.2	0.1	0.1	—	0.7	0.1	3.7	77.8	14.8	1.075	1
透輝石型 Nb 鉱石	0.4	24.7	49.7	5.1	15.5	1.9	0.4	1.1	0.1	0.3	—	0.1	—	—	—	1.0	79.5	17.8	1.078	1
東 部																				
バストネサイト	71.1	26.2	51.1	5.3	15.1	1.0	0.2	0.6	0.02	0.1	—	—	—	0.05	—	0.3	83.6	16.3	1.081	22
モナズ石	69.7	27.1	51.2	5.0	14.6	1.0	0.2	0.5	0.02	0.2	—	—	—	0.05	0.01	0.2	83.2	15.8	1.082	17
エシナイト	34.3	4.1	27.0	7.1	41.2	9.7	1.7	3.4	0.3	1.6	0.15	0.50	0.04	0.4	0.02	2.6	38.2	52.7	1.042	17
パリサイト	62.1	17.0	45.5	6.8	26.5	2.6	0.3	0.7	0.01	1.2	—	0.1	—	0.1	0.01	0.25	69.3	29.4	1.069	9

第3図 鉍体断面の模式図 (王中剛・李紹柄ほか 1973)

凡 例：1—粘板岩，黒雲母化粘板岩など 2—曹閃石化苦灰岩 3—含モナズ石苦灰岩 4—珪岩および緻密珪質岩 5—螢石珪岩 6—エジリン輝石岩，螢石・エジリン輝石岩など 7—塊状磁鉄鉍鉍石 8—塊状赤鉄鉍鉍石 9—縞状螢石-赤鉄鉍鉍石 および 螢鉍-磁鉄石-赤鉄鉍鉍石 10—石英-磁鉄鉍-赤鉄鉍鉍石 11—白雲母-磁鉄鉍鉍石 12—曹閃石-磁鉄鉍鉍石 13—エジリン輝石・磁鉄鉍鉍石 14—苦灰岩

行中のいわゆる主鉍体，すなわちバヤンオボ山山頂付近の RE-Nb-鉄鉍体と RE-Nb 富鉍体については王中剛・李紹柄ら (1973) によって記載された断面図(第3図)，西鉍体区の場合については孟慶潤 (1982，第4図)，陳国達 (1982，第5図)，白鴿・袁忠信 (1983，第6図) によってそれぞれ記載あるいは紹介された断面図があり，また地質平面図上に鉍床区域全域での鉍床の分布と各鉍体(ただし RE-Nb-鉄鉍体のみ)の形態を表わしたものととして王中剛・李紹柄ら(1973，第2図)，周振玲・李功元ら (1980，第7図) などによる図がある。

王中剛・李紹柄らは堆積変成—熱水交代成因説にたつ人々であるが，彼らの断面図および李毓英

(1959) に発するバヤンオボ鉄鉍体群の分布図によると，当該 RE-Nb 鉍体富鉍部の形態はレンズ状ないし不規則レンズ状，不規則塊状であるらしい。そうであれば，RE-Nb 鉍体も RE-Nb-鉄鉍体と形態的には同じようなものといえる。

鉍体の規模は主鉄鉍体 (RE-Nb-鉄鉍体) についてだけ記載されたことがある。まず丁道衡 (1933) は主鉍体を水平延長約500m，平均の幅を約600m，平均の深さを約25m (露頭部分) とみたのであるが，菌部竜一 (1952) は1940年の現地調査の結果から主鉍体が隣接する2鉍体構成 (東西2鉍体，現在では西側のものが主鉍体，東側のものが東鉍体とよばれている) で，その第1鉍体 (現在の主鉍体) の規模を東西水平延長900m，幅最

大300m (平均200m), 第2鉱体 (現在の東鉱体) の規模を東西水平延長700m, 幅最大150m (平均100m), さらにその他の鉄鉱体 (すなわち RE-Nb-鉄鉱体) の中で最大のものが水平延長200m, 幅20m 内外, そして小鉱体の多くは水平延長が10m 内外, 幅が2-3m であると記載している。さらに白鶴・袁忠信 (1983) によると, 主鉄鉱体と東鉄鉱体は紡錘状を呈し, それぞれ延長は1,000m に近く, 厚さは300-400m に達し, 西鉱体群は16の小鉄鉱体で構成されている。

鉱体とその側岩, たとえば主要 RE-Nb-鉄鉱体とその側岩は第3図に示してあるように, 下盤から上盤に大まかには, 苦灰岩→縞状螢石-赤鉄鉱 (+磁鉄鉱) 鉱石→螢石-珪岩→エジリン輝石岩→縞状螢石-赤鉄鉱 (+磁鉄鉱) 鉱石→塊状磁鉄鉱鉱石 (上部) +エジリン輝石-磁鉄鉱鉱石 (下部) →塊状赤鉄鉱鉱石→曹閃石-磁鉄鉱鉱石→エジリン輝石-磁鉄鉱鉱石→白雲母-磁鉄鉱鉱石→曹閃石化苦灰岩→粘板岩という配列を形づくっている (王中剛・李紹柄ほか 1973)

VI. 鉱石と鉱石鉱物

鉱石はその構造によって, 縞状鉱, 塊状鉱, 鉱

第4図 バヤンオボ鉄鉱床西鉱体群断面30線の断面図 (孟慶潤 1982)

凡 例: SN—表土 DT—苦灰岩 BR—雲母岩
NA—曹閃石岩 MT-DT—鉱化苦灰岩

染状鉱, 層状鉱に (袁愉卓ほか 1981), あるいは主要鉱石鉱物と主要脈石鉱物および鉱石構造によって, 塊状磁鉄鉱鉱石, 塊状赤鉄鉱鉱石, 縞状螢石-赤鉄鉱鉱石, 縞状螢石-磁鉄鉱-赤鉄鉱鉱石, 石英-磁鉄鉱-赤鉄鉱鉱石, 白雲母-磁鉄鉱鉱石, 曹閃石-磁鉄鉱鉱石, エジリン輝石-磁鉄鉱鉱石, 含モナズ石苦灰岩に (王中剛・李紹柄ほか 1973), さらに主要な有用成分を加味して, 塊状 Nb-RE鉄鉱, 縞状 Nb-RE-鉄鉱, アルカリ輝石型 Nb-RE-

第5図 バヤンオボ鉄鉱床第30号断面地質・物理探査総合図 (陳国達 1982)

凡 例: 1—鉄鉱 2—鉱化苦灰岩 3—苦灰岩
4—被覆層 5—試錐探査による確定鉱体 6—物理探査による推定鉱体
7—推定断層

第6図 バンオボ鉄床西鉄体区の断面図 (白鶴・袁忠信, 1983)

凡 例: 1—第四系 2—苦灰岩型鉄石 3—黒雲母型鉄石
4—粘板岩型鉄石 5—苦灰岩挟有粘板岩型鉄石
6—苦灰岩挟有黒雲母型鉄石 7—鉄鉄石 8—断層

第7図 バンオボ鉄床区域の地質概要図 (周振玲・李功元ほか 1980)

凡 例: 1—第四系 2—メタ砂岩, 珪岩, 薄層石灰岩 3—メタ砂岩挟有粘板岩 4—石灰岩
5—ミグマタイト 6—超塩基性岩 7—はんれい岩, アルカリ輝緑岩 8—閃緑岩
9—アルカリ閃長岩 10—中・粗粒質苦灰石カーボナタイト 11—細粒苦灰石カーボナタイト 12—鉄鉄 13—花崗岩 14—正断層 15—逆断層

鉄鉄, 曹閃石型 Nb-RE-鉄鉄, 苦灰石型 Nb-RE-鉄鉄, アルカリ輝石型 Nb-RE 鉄鉄, 苦灰石型 Nb-RE 鉄鉄, 曹閃石型 Nb-RE 鉄鉄に (袁忠信ほか 1981) 分類されている。そのほか, 本鉄床の鉄鉄を

希土類を規準に, RE-鉄鉄, 苦灰石型 RE 鉄鉄, 珪酸岩型 RE 鉄鉄, 貫入カーボナタイト型 RE 鉄鉄に 4 大別し, これをさらに 19 亜タイプに細分した報告もある (白鶴・袁忠信 1983) が, その各タイ

第8図 バヤンオボ鉄鉱主鉄鉱体および東鉄鉱体付近の鉱石のタイプ別配列図 (白鴿・袁忠信 1983)

- 凡 例：1—塊状 RE- 鉄鉱石 2—螢石型 RE- 鉄鉱石
 3—エジリン輝石型 RE- 鉄鉱石 4—曹閃石型 RE- 鉄鉱石
 5—苦灰石型 RE- 鉄鉱石 6—苦灰石型 RE 鉱石
 7—黒雲母型 RE 鉱石 8—高カリ粘板岩型 RE 鉱石
 9—エジリン輝石型 RE 鉱石

プ、各亜タイプの特徴についての詳しい記載は見当らない。白鴿と袁忠信 (1983) によれば、最大の鉄鉱体 (本鉄鉱床東部の隣り合った2鉄鉱体で、一般にそのうちの西側のものを主鉄鉱体、東側のものを東鉄鉱体とよんでいる) での亜タイプ別の鉄鉱石の配列には規則性があり、いずれの場合も下部から上部に、縞状螢石型 RE-鉄鉱 (赤鉄鉱)→塊状 RE-鉄鉱→エジリン輝石型 RE-鉄鉱→曹閃石型 RE-鉄鉱→苦灰石型 RE-鉄鉱→黒雲母型 RE 鉄鉱という配列を示す (第8図)。

スカルンの存在については、戦時中すでに門倉三能 (1940) が「石灰岩」と鉄鉱体との接触部、とくに今でいう主鉄鉱体の西側の「石灰岩」と当該主鉄鉱体との接触部に緑簾石発達帯があつて、ざくろ石などを伴うことを記載し、最近では王中剛・李紹柄ら (1973) が本鉄鉱床区域東部の花崗岩類と苦灰岩との接触帯にマグネシアスカルンと Nb-RE-鉄鉱石が存在し、幅 0.1-10 数m の透輝石・金雲母・ヒューマイト・磁鉄鉱・螢石などからなる鉄鉱石を形づくり、その中に希土類鉱物も含まれていると報告している。このスカルンを主な対象とした研究報告はでていないようであるが、スカルンの存在を否定する研究者はいない。

主な鉄鉱石鉱物は、磁鉄鉱と赤鉄鉱のほか、希土類鉄鉱石とニオブ鉄鉱石からなっている。周振玲・李功元ら (1980) によると、希土類の弗素炭酸塩鉄鉱石としてバストネサイト、パリサイト、セバアイト

ト (cebaite)、フアンホアイト (huanheite)、コージライト (cordylite)、同じく珪酸塩鉄鉱石として褐簾石、 chevkinite)、珪酸塩鉄セリウム鉄 (原名：珪珪鈣鉄)、同じくチタン・タンタル・ニオブ酸塩鉄鉱石としてエシナイト、ニオブエシナイト、チタノエシナイト、シニサイト (sinicite)、褐ニオブ酸セリウム鉄 (原名：褐鉄鈣鉄)、同じく珪酸塩鉄鉱石としてモナズ石が産出し、これら希土類鉄鉱物の含有率は周振玲・李功元らのいうカーボナタイト中で1—10%に達しているが、その分布はきわめて不均等である。その中でバストネサイトとモナズ石は分布範囲が広く、含有率も高い (パリサイトとフアンホアイトがそれに次ぐ)。そしてバストネサイト (粒径 0.05-0.5mm) の多くはモナズ石・磁鉄鉱・赤鉄鉱・螢石・燐灰石と共生する。またモナズ石 (一般に粒径が 0.05-0.1mm) は苦灰石の粒間に賦存し、局部的にはバストネサイトなどとともに縞をつくっていることもある。このモナズ石の希土類元素含有比は、La 30.48, Ce 51.03, Pr 4.61, Nb 12.17, Sm 0.83, Eu 0.26, Gd 0.46, Dy 0.06 である。

ニオブ鉄鉱物については周振玲・李功元ら (1980) も詳しく触れてはいない。本文末の文献のいずれも、ニオブ鉄鉱物を記載し、あるいはリストを掲げるといふことをやっていない。ただ陳国達 (1982) がバヤンオボ鉄鉱床のニオブ鉄鉱物としてコロンバイ

ト、イルメノルチール、エシナイトなど12種と記して、劉瀏のタイプ印刷出版物“白雲鄂博鉄鉱” (1979) に詳しいと紹介し、白鶴と袁忠信 (1983) がコロンバイト・ニオボルチール・パイロクロア・エシナイトなどと記述しているだけである。したがって当面、ニオブ鉱物の内容は劉瀏の“白雲鄂博鉄鉱”に待つしかないようである。

なお、1980年に本鉱床区域の弱変成苦灰岩から発見された希土類鉱物の新鉱物として中華鈹鈹 $\text{Ba}_2\text{Ce}(\text{CO}_3)_3\text{F}$ (zhonghuacerite) が張培善・陶克捷 (1981) によって記載されている。これは苦灰岩を交代して鉱染した、三方晶系に属する熱水成の鉱物である。

本鉱床の主な脈石鉱物は、苦灰石、アンケライト、方解石、燐灰石、螢石、曹閃石、エジリン輝石、

重晶石などである。ただし、燐灰石を脈石鉱物と言いきるには少し問題がある。本鉱床と周辺の炭酸塩岩中の燐灰石は化学組成からすると、3種のものがあり (周振玲・李功元ほか 1980), その RE_2O_3 の含有率はかなり高い。すなわち、弗素燐灰石は RE_2O_3 を0.48-4.36%, バリウム-希土類燐灰石は同じく RE_2O_3 を5%ないしそれ以上 (ほかに $\text{BaO} > 5\%$), 希土類燐灰石は RE_2O_3 を5.99-9.68%それぞれ含んでいるのである。この燐灰石が濃集している部分 (含有率 $\approx$ 20%) もあるので、あるいはすでに有効利用されているかも知れない。

VII. 品位と鉱量

本鉱床の有用成分の品位についてはさまざまな

第4表 白雲鄂博鉱床カーボナタイト*の化学組成**

(周振玲・李功元ほか 1980)

試料 成分	前期カーボナタイト		後期カーボナタイト		平均 (%)
	中-粗粒質苦灰石カーボナタイト(4個)(%)	平均 (%)	細粒質苦灰石カーボナタイト(4個)(%)	平均 (%)	
SiO_2	0.29—2.71	0.33	0.36—0.41	0.39	0.47
Al_2O_3	0.01—0.07	0.04	0.02—0.20	0.08	0.05
$\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$	3.04—6.43	4.72	7.41—14.66	11.19	7.95
TiO_2	0.01—0.06	0.02 ⁵	0.04—0.30	0.12	0.07
CaO	30.34—31.75	31.34	26.09—28.44	27.17	29.25
MgO	15.51—17.26	16.58	12.98—17.18	14.16	15.37
MnO	0.44—0.62	0.56	0.37—1.74	1.07	0.82
K_2O	0.05—0.11	0.07	0.11—0.20	0.13	0.10
Na_2O	0.11—0.16	0.12	0.14—0.24	0.18	0.15
P_2O_5	0.23—3.13	1.64	0.26—0.52	0.39	1.05
RE_2O_3	0.06—0.26	0.14	1.82—3.94	2.41	1.31
Nb_2O_5	0.37—0.13	0.07	0.02—0.20	0.08	0.07 ⁵
Ta_2O_5	痕跡—0.003 ⁵	0.001 ⁵	痕跡—0.004 ⁵	0.002 ⁵	0.002
F	0.06—0.24	0.14 ⁵	0.12—2.02	1.10	0.62 ⁵
H_2O	0.24—0.60	0.46	0.21—0.92	0.67	0.57
CO_2	38.48—42.55	40.51	35.40—38.94	37.29	38.9
灼熱減量	41.55—43.59	42.47	36.47—42.51	38.79	40.63

* 筆者注：周振玲、李功元らはカーボナタイト説をたてている。

** 筆者注：数値の取扱い、とくに桁のとり方が原文では誤っているので、それを修正した。ミスプリントと思われる所もあるが、修正しようもないので、それは原文通りにした。ただし Al_2O_3 の最左端の数値は原文では0.61となっている。また SiO_2 の左欄の0.33は0.83、 Nb_2O_5 の最左端の0.37は0.03ではないかと思われる。

(分析：内蒙古地質局実験室)

第5表 白雲鄂博鉄鉱床の鉱石およびそれに関係ある岩石の希土類元素含有量 (ppm)

(菱倫卓・王中剛ほか 1981)

	塊状 Nb-RE- 鉄鉱石	縞状 Nb- RE-鉄鉱石	ソーダ輝石 型 Nb-RE- 鉄鉱石	曹閃石型 Nb- RE-鉄鉱石	苦灰石型 Nb- RE-鉄鉱石	ソーダ輝石型 Nb-RE 鉱石	苦灰石型 Nb- RE-鉱石
RE ₂ O ₃ (%)	2.0	9.0	3.5	1.5	0.36	8.0	4.0
La	2,171	19,778	7,454	2,089	294	15,959	8,708
Ce	7,166	38,510	14,154	5,755	1,136	33,257	16,887
Pr	1,319	3,745	1,607	813	221	3,859	1,682
Nd	5,061	10,785	4,951	3,265	1,000	11,172	4,650
Sm	567	749	349	313	158	797	329
Eu	67	104	58	50	30	201	35
Gd	134	441	204	100	57	531	232
Tb	17	77	30	13		68	33
Dy	50	150	86	12	24	197	132
Ho							31
Er	16		28		9	64	32
Tm							
Yb	16	72	28		3		67
Lu		72	28				32
Y	134	372	174	101	79	466	232
Σ La-Eu/ Σ Gd-Lu, Y	44.55	62.22	49.43	54.36	16.51	49.20	40.82
δ Eu	0.57	0.56	0.67	0.74	0.86	0.97	0.40
試料数	7	9	6	3	1	6	11

	曹閃石型 Nb- RE-鉄鉱石	苦 灰 岩	粗粒苦灰岩	中-粗粒黒雲 母花崗岩	中-粗粒角閃 石-黒雲母花 崗岩	中-粗粒黒雲 母花崗岩	細粒黒雲母 花崗岩
RE ₂ O ₃ (%)	1.14	0.065	0.057	0.04	0.047	0.043	0.03
La	1,798	123	84	73	82	95	50
Ce	4,835	275	218	146	154	162	89
Pr	566	27	29	14	19	17	13
Nd	1,965	73	96	50	58	49	40
Sm	148	9	15	10	12	7	8
Eu	30	1	5	2	3	2	1
Gd	89	6	10	8	11	7	8
Tb		2	1	1	2	2	1
Dy	20	7	6	6	10	4. ⁵	7
Ho		1	2	1. ⁵	2	. ⁵	3
Er		1	2	2. ⁵	4. ⁵	3	3. ⁵
Tm					1	. ⁵	1
Yb		4	3	2	4. ⁵	2	3
Lu		1			1	. ⁵	. ⁵
Y	50	21	17	24	34	17	28
Σ La-Eu/ Σ Gd-Lu, Y	58.75	12.48	11.09	6.67	4.75	9.42	3.67
δ Eu	0.80	0.26	1.17	0.77	0.82	0.84	0.55
試料数							

注: RE₂O₃ は平均含有率。 La~Y は ppm。

第 6 表 白雲鄂博鉄鉍床の鉍体別平均品位

(陳国達 1982)

	主 鉍 体	東 鉍 体	西 鉍 体 (群)
総 Fe 平 均 (%)	35.83	33.51	31.34
RE ₂ O ₃ 平 均 (%)	6.19	5.71	1.09—1.44
Nb ₂ O ₅ 平 均 (%)	0.14	0.13	0.07—0.09

数値が挙げられている。古くは丁道衡 (1933) が示した鉄鉍としての平均品位, Fe 67.40%, P 0.066%, SiO₂12.27%, 菌部竜一(1952)による主要鉍体 I (今の主鉄鉍体)の平均品位, Fe 48.59%, SiO₂9.98%, P 0.21%, S 0.07%, 主要鉍 II (今の東鉄鉍体)の Fe 55.89%, SiO₂ 0.54%, P 0.13%, S 0.061%, という数値がある。

本鉍床が Nb-RE- 鉄鉍床であることが確認されて以降に明らかにされた, 鉍石の品位ないし鉍床の平均品位およびそれに密接な関係のある数値には, 周振玲・李功元ら (1980) による, 次に掲げる第 4 表, 王凱怡 (1981) による前掲の第 3 表, 袁倫卓・王中剛ら (1981) による第 5 表, 陳国達 (1982) による第 6 表がある。

埋蔵量に関しては, 鉍床の発見者である丁道衡 (1933) が主鉍体の鉄鉍の鉍量を 3,200 万 t, その他の鉍体分を合せて鉄鉍合計 3,400 万 t, 螢石 3 万 t と算定し, 菌部竜一 (1952) が鉄鉍量 6,021 万 t, 門倉三能 (1940) が鉄鉍量 1,500 万 t 以下, 熊丸 徹(1973)が同じく鉄鉍量 15,000 万 t とそれぞれ算定した。しかし最近まで中国は本鉍床の鉍量の具体的な数値の発表をひかえ, 1982 年 11 月 8—11 日に開かれた杭州での第 1 回希有金属生産・利用国際会議の席上でやっと公表した。それは中国金属学会副理事長の孫鴻儒 (1983) の報告の中で明らかにされたもので, それによると, 本鉍床の鉍量 (おそらく探査鉍量) は鉄量にして 11.5 億 t, 希土類元素量にして 3,500 万 t, ニオブ量にして 78 万 t である。さらに孫鴻儒は, 本鉍床の希土鉍中の Eu₂O₃ と Sm₂O₃ の含有率がアメリカのマウンティンパス鉍床の場合よりも 2 倍以上高いことを強調している。

VIII. 成 因

本鉍床の成因については諸説があり, まだ固ま

っていない。その説としては, 高温熱水交代説 (季毓英 1959), 堆積變成熱水交代説 (王中剛・李紹柄ほか 1973, 中国科学院地質研究所・貴陽地球化学研究所 1974), カーボナタイト説 (周振玲・李功元ほか 1980), 熱塩水沈殿被變成説 (曾久吾 1979 [国放資料]), 堆積變成熱水重複説 (涂光燾 1981) 堆積—熱水交代(—接触交代)説 (陳国達 1982), 海底火山成溢流カーボナタイト説 (白鶴 1967 [国内資料], 白鶴・袁忠信 1983) などがある。

この諸説の中で, 多くの支持を得ているのが堆積變成熱水交代説である。そして, この説に真向から対立しているのがカーボナタイト説 (マグマカーボナタイト説ともよばれている) である。ここでは, 主にこの 2 説について概要を紹介する。

1) 堆積變成熱水交代説

これは, 原生代に浅海相の Fe と RE に富んだ珪酸質および珪酸アルミナ質碎屑岩と炭酸塩岩が堆積し (堆積階段), それが弱い広域變成作用を受け, 苦灰岩が再結晶するに伴って同岩中の RE と P がモナズ石として晶出し, Fe はアンケライト, 菱鉄鉍, 赤鉄鉍, 磁鉄鉍などの形で晶出し (變成階段), この變成作用後に花崗岩が貫入して苦灰岩との接触部に主としてマグネシア質スカルンをつくり, そのスカルン帯に磁鉄鉍, 螢石, さらに RE 鉍物として主に RE の珪酸塩鉍物, すなわち褐簾石, チェヴキナイト, 珪酸燐灰セリウム鉍などをもたらす (スカルン化段階), それに引き続いて熱水鉍液の活動があつて Na, F, K, P, S, Be による側岩の選択交代現象を生じて RE の弗素炭酸塩鉍物やモナズ石・エシナイトなどを生成した (熱水交代段階) とする説である。

王中剛・李紹柄ら (1973) がこの説を提起するに当ってその根拠としたのは,

(i) 鉍床が卓状地と地角斜の過途帯に位置

第7表 各地質生成体の同位体年代*と各鉱化段階の区分

地 質 生 成 体	測 定 鉱 物	年 代 値 (m.y.)	鉱化段階区分
苦 灰 岩	方 鉛 鉱	1,400±100	堆積-変成
苦灰岩中のモナズ石	モ ナ ズ 石	1,500±100	
黒 雲 母 花 崗 岩	黒 雲 母	270±10	熱水交代
細粒黒雲母花崗岩	黒 雲 母	250±20	
ス カ ル ン	金 雲 母	240±20	
Na, F 熱水交代部の エシナイト	エ シ ナ イ ト	230±20	

* 方法は明記されていない。

し、その卓状地は始生代の片麻岩類と花崗岩バソリスで構成され、希土類に富んだ花崗岩ペグマタイトが広く分布すること、

(ii) 鉱床の母岩が原生代の苦灰岩で、粘板岩・珪岩・苦灰岩質珪岩などを挟有し、呂梁変動によって褶曲し、隆起して東西性の構造を形づくり、大小の鉄鉱体を胚胎するだけでなく、苦灰岩自体が比較的 RE に富んでいること、

(iii) 鉱石の組成が複雑で、水平・垂直の累帯配列（化学成分も鉱石タイプも）がみられること、

(iv) 花崗岩体と苦灰岩との接触部にスカールンが形成され、その中に鉱石鉱物がかなり多量に含まれていること、

(v) とくに鉱石鉱物（磁鉄鉱と赤鉄鉱）の酸素同位体組成が鉱石のタイプによって明瞭に異なること、

(vi) 各地質生成体の同位体年代の測定が第7表に示す結果を得たこと、などである。

その後、肖仲洋 (1975) が K-Ar 法によって追試した結果は第7表の値とおおむね一致し、さらに姜傳武・張任祐ら (1982) は本鉱床区域の最古の岩層（二道洼層群とした）とその上に不整合にのった白雲鄂博層群（鉱床の母岩である炭酸塩岩を有する層群）、火成岩類、鉱石鉱物と脈石鉱物の K-Ar 法による同位体年代、 $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ 比、Rb-Sr 法による同位体年代、硫化物鉱物の δS^{34} および炭酸塩鉱物の δC^{13} と δO^{18} の値の分布上の特徴、さらに炭酸塩鉱物の気液包有物のデクレビテーション

第9図 バヤンオボ鉄床産磁鉄鉱および赤鉄鉱の δO^{18} の変化域(魏菊英・上官志冠 1983)

注：一型磁鉄鉱とは一型鉱石産磁鉄鉱の意味である。

ョン温度値からアプローチして、母岩である苦灰岩は堆積岩であると結論づけ、鉱床の成因については基本的に堆積変成熱水交代説を支持した。ただ、姜傳武・張任祐らの表現は堆積変成熱水改造鉱床となっていて、「交代」でなく「改造」—reconstruction—と 言いかえているが、Na 交代作用に伴って大量の磁鉄鉱が生じたと述べていることからみても、とくに「改造」と言いかえる必要はないと思われる。

加えて、魏菊英・上官志冠 (1983) は磁鉄鉱と赤鉄鉱の酸素同位体組成を求め、それを第9図に示すように鉱石のタイプ別に解析し、苦灰石型・螢石型・曹閃石型・黒雲母型の各磁鉄鉱鉱石を堆積-変成作用の生成物で、生成温度がおおよそ280-330°C (局所的には変成温度400°C 前後)、塊状型とソーダ輝石型の磁鉄鉱鉱石を苦灰石型鉱石など

第10図 西白雲山付近地質図 (周振玲, 李功元ほか 1980)

- 凡 例: 1—第四系
 2—変質した変成石英砂岩
 3—変質した黒雲母化粘板岩挟有変成珪岩
 4—中・粗粒質苦灰石カーボナタイト
 5—細粒質苦灰石カーボナタイト
 6—ランプロファイアー
 7—走向, 傾斜
 8—岩体・岩脈の走向・傾斜
 9—流理構造

の熱水交代生成物で, 早期熱水作用の温度が375°C 前後, 後期熱水作用の温度がおよそ240-250°C であったなどの結論をひきだして, 堆積変成熱水交代説を支持している。

2) カーボナタイト説

内蒙古地質局地質研究隊の周振玲と李功元および同局実験室の宋同雲と劉宇光 (1980) が提唱した本説は, 本鉱床を原生代の浅海相砂岩・頁岩・石灰岩層中に貫入した原生代末期のカーボナタイト中に鉱石鉱物が濃集したものと主張し, 当該カーボナタイトを南北2帯に分け, 北側の当該岩帯の延長を18km, 平均の幅を400m 余としている。

この説の根拠とされているのは, 次のような現象である。

(i) 原生代末期に超塩基性岩, はんれい岩, ア

ルカリ輝緑岩, アルカリ閃長岩が貫入し, その貫入時期と「カーボナタイト」の生成時期がほぼ一致し, とともに構造規制を受けて分布し, 層準規制を受けていないこと,

(ii) 当該岩体は原生代堆積層を15-30°の角度で切っていて(第10図), その内接触帯 (endocontact) に石英砂岩・粘板岩・閃緑岩などの捕獲岩を有し, 縁部に幅5-10cm の急冷周縁相がみられること,

(iii) 当該岩石の鉱物組合せ (初生鉱物—苦灰石・アンケライトを主とし, 方解石・燐灰石・磁鉄鉱・コロンバイト・金雲母・モナズ石・バストネサイト・ジルコン など; 交代変質鉱物—その中では螢石・曹閃石・ソーダ輝石・重晶石・黒雲母・赤鉄鉱・モナズ石・バストネサイト・コージ

ライト・パイロクロア・エシナイトを主とし、燐灰石・黄銅鉱・黄鉄鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱・菱鉄鉱・微斜長石・石英；表成鉱物—褐鉄鉱・赤鉄鉱・ランタナイト・カオリンなど），化学組成（第4表参照），希土類元素の配分（第12図）の諸特徴および岩石組織・構造が内外のカーボナタイトの場合によく似ていること，

(iv) 当該岩石の自交代作用が発達していて，その作用が希土類と希少金属の濃集を促進していること，

(v) 当該岩体の側岩が程度はさまざまであるが，変質され，その変質は同岩体から遠ざかるにしたがって弱まり，側岩の岩種が異なり，変質過程の特徴が異なっている，成分の添加と溶脱の成分は同じで，添加成分はカーボナタイトに特有のものであること，などである。

そして周振玲・李功元らは，本鉄鉱床をカーボナタイトマグマの分化過程の産物とし，とくに鉄鉱体を熔離型と説明している。

なお，白鶴・袁忠信の海底火山成溢流カーボナタイト説は鉄鉱床を胚胎した炭酸塩岩がカーボナタイトマグマの海底で海水と反応しながら沈殿した苦灰岩であるとし，その活動の末期に貫入カーボナタイトが生成したと説明するものである。したがって，カーボナタイト岩脈の規模は上記カーボナタイト説の場合よりもはるかに小さく，鉄石生成過程の説明もかなり異なるだけでなく，非常に詳しく，かつ論拠も多様であるが，紹介には多くの紙数を要するので割愛する。

それに代って，孟慶潤（1982）のバヤンオボ鉄床の母岩の堆積岩説はぜひとも紹介しておきたい。彼の主張は周振玲・李功元らのカーボナタイト説への反論である。

3) 母岩堆積岩説

孟慶潤が母岩である炭酸塩岩をカーボナタイトでなく，堆積苦灰岩であると結論づけた根拠は，

(i) 当該炭酸塩岩（苦灰岩）を伴う白雲鄂博層群の分布は内蒙古一帯に及び，きわめて広大であり，その中で苦灰岩は同一層位を占めること，

(ii) 当該苦灰岩の層理⁹⁾と下盤のメタ長石—石英砂岩層との接触面が20°—70°で交わる部分（第11図）は前者の貫入接触面でなく，断層による接

第11図 バヤンオボ鉄床主鉄体 K₂ トレンチ付近の地質図（孟慶潤 1982）

凡 例：1—第四系 2—H₆ 層苦灰岩 3—H₆ 層メタ長石・石英砂岩，苦灰岩を挟有
4—逆断層 5—トレンチ K₂
6—走向・傾斜

触面で，接触面付近での岩石のマイロナイト化現象が明瞭なこと，

(iii) 当該苦灰岩と白雲鄂博層群 H₆ 層構成岩層（第2表参照）との互層が多くみられること，

(iv) 西鉄体群12号鉄体の上盤と下盤の苦灰岩などから藍緑藻類，菌藻類，孢子などの化石が産出し，陸源碎屑物も随伴されていること，

(v) 変成作用の非常に弱い苦灰岩中には，アンケライト，苦灰石，磁鉄鉱などの定向配列に伴なった筋状，縞状構造がはっきり残り，層理を形づくっていること，

(vi) 苦灰岩中に有機炭素が平均 0.061% も含まれていること，

などである。そして彼はその苦灰岩の堆積環境と Fe など造鉄物質の起源について，

(i) 鉄床区域の東・西・北の三方の3組の古断裂によって形成された地溝構造が H₆ 含鉄岩層の堆積を規制し，とくに北の寛溝断層の生成と成長がその北側と南側の堆積環境を違ったものにして，この南側の断層陥没盆地の生成と堆積環境の変化が堆積物の内容を規制する主な要素となった，

(ii) 含鉄苦灰岩を生成した水媒体は浅い水体で，その水の運動力学的条件は潮汐作用を主とし，

波浪作用の微弱な低エネルギーの閉鎖ないし半封鎖・蒸発型の潟湖性堆積環境であった。

(iii) 含鉄岩層が形成された地球化学的環境は環元—アルカリ媒体環境であった。

(iv) 造鉱物質の来源は、Fe, Be, RE が陸源であることを除けば、すべて深部地層からの塩水である、と結論づけている。

IX. おわりに

以上が世界一だろうといわれる RE-Nb-鉄鉱床についての紹介である。この紹介で示したように、本鉱床の成因や鉱床をとりまく地質に関してまだ定説がなく、とくに成因論は多様である。現場を知らず、標本も見ることがないので、「君はどう思うか」とたずねられても断定的な回答は出せない。某社では、専門家を現地に派遣されたと聞が、どうやら調査結果は部外秘のようである。

バヤンオボ鉱床は希土類の資源としてもニオブの資源としても、現在その一部の資源は世界で余っているとはいえ、やはり注目すべき鉱床である。今後の調査研究のおもむくところを筆者は見まもりたい。アメリカなど中国以外での本鉱床に関する報告はいずれも原典を中国の専門家の論文や講演に求め、とくに新味があるものはない。

袁倫卓・王中剛ら(1981)によると、バヤンオボ RE-Nb-鉄鉱床と同種・同タイプの鉱床が少なくとも4山(松政、遼納廠、筆架山、桃花拉山)存在している。この4山に関して知ることができるなら、バヤンオボ鉱床に関する鉱床地質学的認識はさらに深まるに違いない。それを期待しながら、この稿を終る。

注

- 1) ソ連人専門家は本鉱床を高温熱水性鉱床と結論づけた(陳国達 1982)。
- 2) 本鉱床の堆積成因説は謝家榮が最初に提起し、当時は支持されなかった(陳国達 1982)。謝家榮がどのような形で、いつ堆積説を発表したのかは不明である。
- 3) 白鶴・袁忠信(1983)はカーボナタイトマグマの海底での活動を主張している。
- 4) 上記の炭酸塩岩の堆積岩説とマグマ岩説のそれぞれの根拠については、「鉱床の成因」の項で紹介する。

- 5) 王中剛・李紹柄ほか(1973)の地質図(第2図)上では H₃ と表現してある。
- 6) カーボナタイト説をとる人は、これを「流理」としている。

文 献(引用順)

- 丁道衡(1933): 綏遠白雲鄂博鉄鉱報告. 地質彙報, 第23号, 53-58頁.
- 董部竜一(1952): 内蒙古烏蘭察布盟バイン・ボクト鉄鉱床調査報告. 東亜地質鉱産誌, 華北・火鉱-Ii-1, p. 1-6.
- 李毓英(1959): 白雲鄂博鉄鉱地質と勘探: 地質出版社, 北京.
- 王中剛・李紹柄・蘇賢沢(1973): 沈積變質—熱液交代型希土, 鉄鉱床の成因特徴. 地球化学, 第1期, 5-11頁.
- 中国科学院地質研究所・貴陽地球化学研究所(1974): 内蒙古白雲鄂博鉄床の物質成分地球化学及成鉱規律的研究. 北京.
- 周振玲・李功元・朱同雲・劉宇光(1980): 内蒙古白雲鄂博白雲石炭酸岩の地質特徴及其成因探討. 地質論評, 第26卷, 第1期, 35-42頁.
- 涂光燾, Tu Guangzhi (1981): On the mineral deposits of Bayan Obo and Shilu. *Scientia Sinica*, vol. XXIV, No. 2, p. 228-236.
- 孟慶潤(1982): 論白雲鄂博鉄鉱含鉄围岩—白雲岩の沈積成因及其沈積環境分析. 地質論評, 第28卷, 第5期, 481-489頁.
- 王凱怡(1981): 白雲鄂博鉄希土鉱床中希土元素の分配特点. 地質科学, 第4期, 360-367頁.
- 陳国達(1982): 多因複成鉱床并從地殼演化規律看其形成機理. 大地構造与成鉱学, 第6卷, 第1期, 33-55頁.
- 姜傳武・張任祐・潘均・朱洪山・李平(1982): 白雲鄂博鉄床同位素地質研究. 地質科研成果選集, 第1集, 270-276頁.
- 肖仲洋(1975): 全国同位素地質會議文集, 22-28頁: 地質出版社, 北京.
- 王凱怡・楊瑞英(1983): 白雲鄂博輝長岩的希土含量. 地質科学, 第2期, 195-198頁.
- 王凱怡(1981): 白雲鄂博鉄希土鉱床中希土元素の分配特点. 地質科学, 第4期, 360-367頁.
- 熊丸 徹(1973): 中国の鉄鋼原料. 鉄鋼新聞社, 東京, 70-71頁.
- 袁倫卓・王中剛・趙振華(1981): 試論希土鉄建造. 地球化学, 第3期, 220-230頁.
- 門倉三能(1940): 北支鉄鉱—硫黄鉄資源. 丸

- 善, 東京, 199-203頁.
- 白鴿・袁忠信(1983): 白雲鄂博磁床成因分析. 中国地質科学院磁床地質研究所所刊, 第4号, 1-15頁.
- 張培善・陶克捷(1981): 新鉱物中華鈾鈷 $\text{Ba}_2\text{-Ce}(\text{CO}_3)_3\text{F}$. 地質科学, 第2期, 195-196頁.
- 王守信・王凱怡・喬広生・張鳳秋(1981): 白雲鄂博磁床中易解石的釷同位素. 地質科学, 第2期, 197-196頁.
- 張培善・陶克捷(1983): 氟碳鈾鈷磁(Cebaite)的新資料. 地質科学, 第4期, 409-413頁.
- 魏菊英・上官志冠(1983): 內蒙古白雲鄂博鉄磁床中磁鉄磁和赤鉄磁的氧同位素組成. 地質科学, 第3期, 217-223頁.
- 孫鴻儒(1983): 中国希有金属資源和生産概況. 希有金属, 第2卷, 第1号, 1-4頁.
(1985年1月23日受理)